第65卷 第1期 天 文 学 报 Vol. 65 No. 1
2024年1月 ACTA ASTRONOMICA SINICA Jan., 2024

doi: 10.15940/j.cnki.0001-5245.2024.01.005

NWA 13943(CK5型)碳质球粒陨石的矿物岩石学和稳定同位素组成研究*

梅奥新[1,2] 徐伟彪[1†]

(1 中国科学院紫金山天文台 南京 210023)
(2 中国科学技术大学天文与空间科学学院 合肥 230026)

摘要 CK型陨石是一类高度氧化的碳质球粒陨石, 金属/磁铁矿的比值接近零. 与其它类型的碳质球粒陨石(岩石类型: 1–3)不同, 大多数CK型陨石在母体上经历了强烈的热变质过程(550–1270 K), 以4–6型为主. 多项证据表明, CK和CV3型陨石具有成因联系. 但是, 两者在岩相结构和化学组成方面仍存在微小差异. 因此, 精细地区分和比较两者的地球化学特征对于验证CK-CV单一母体假说非常重要. Northwest Africa (NWA) 13943是一块新发现的陨石, 经历过较强烈的热变质作用. 利用扫描电子显微镜和电子探针, 确定了NWA 13943的岩石类型. 并运用质谱分析技术, 重点测定了NWA 13943陨石的全岩氧同位素和铬同位素组成. 综合岩石结构、矿物化学成分、氧同位素异常(Δ^{17}O, Δ代表同位素分馏值)和铬同位素异常(ε^{54}Cr, ε表示样品中的同位素比值与标样中的同位素比值的相对偏差的10^4倍), CK和CV型陨石的母体可能形成于原行星盘中两个相似但不同的化学源区.

关键词 **天体化学, 陨石, CK型碳质球粒陨石**
中图分类号: P148; **文献标识码**: A

1 引言

碳质球粒陨石是太阳星云凝聚的直接产物, 代表了太阳系内最原始的物质. 基于岩石结构、矿物化学特征[1]和全岩氧同位素组成[2]上的差异, 球粒陨石被分为普通球粒陨石、碳质球粒陨石、顽火辉石球粒陨石、R型球粒陨石和K型球粒陨石. 根据岩石结构的不同, 球粒陨石又被分成6种岩石类型(1-6型), 不同岩石类型代表在小行星母体上遭受了不同程度的后期水蚀变和热变质作用. 其中, 根据全岩元素组成、球粒/基质比值、氧同位素组成等特征, 碳质球粒陨石被归为8种化学群, 分别是CI、CM、CR、CH、CB、CO、CV和CK群陨石. 大多数碳质球粒陨石母体没有经历大规模的热变质过程[3], 岩石类型以1–3型为主. 但CK型碳质球粒陨石主要为平衡型陨石[4–8]. 它是一类高度氧化的碳质球粒陨石, 母体经历过强烈的热变质作用, 峰值温度变化范围为550–1270 K[2, 4–5, 9–15]. 因此, CK型陨石记录了大多数碳质球粒陨石所缺失的母体热变质信息, 对研究碳质球粒陨石母体的演化历史和不同碳质球粒陨石之间的地球化学特性和成因关系有重要的限定意义.

CK型陨石中一般含有丰富的磁铁矿, 体积分数(vol.%)为1–8, 平均值为4 vol.%. 但铁镍金属匮乏, 金属/磁铁矿的比值接近零[8, 13–14, 16–17]. 这类

2022-11-11收到原稿, 2023-02-21收到修改稿

*国家自然科学基金项目(41973065、42073060、42173044、41873076), 中国科学院先导B项目(XDB41000000)、国家重点研发计划项目(2021YFA0716100)、科工局预研项目(D020000)和中国科学院小行星基金会项目资助

†wbxu@pmo.ac.cn

陨石的特征还包括: (1)基质比例高; (2)球粒尺寸较大(0.7–1.0 mm), 以斑状结构为主[1]; (3)难熔-亲石元素丰度介于CV和CO型陨石之间[8, 18]; (4)氧同位素组成与CV型陨石高度重合[7].

由于CK和CV型陨石在岩石学、宇宙射线暴露年龄[19]以及氧同位素组成等方面特征相似, 它们曾被认为来自同一母体[4, 7, 18, 20]. 但是, 最近的研究结果表明, 两者在岩相结构和化学组成方面仍存在微小差异, 例如磁铁矿中微量元素的含量[6]以及全岩ε^{54}Cr值[21]. 因此, 精细地区分和比较两者的地球化学特征对于验证CK-CV单一母体假说非常重要.

Northwest Africa (NWA) 13943是2020年在西北非沙漠新发现的一块陨石, 总重约94 g. Mei等[22]首次报道了该陨石, 并将其归为CK4/5型碳质球粒陨石. 本文通过岩相学形貌观察和矿物化学成分分析, 确定了NWA 13943的陨石类型. 此外, 运用质谱技术测定了NWA 13943陨石的全岩氧同位素和铬同位素组成, 并与其它平衡型(CK4-6)和非平衡型(CK3型和CV3型)碳质球粒陨石进行对比.

2 实验方法

本文主要对NWA 13943陨石的岩石结构、矿物化学成分以及全岩同位素组成开展研究.

首先利用扫描电子显微镜(Hitachi S-3400 N)获取样品的形貌信息, 矿物模式丰度统计利用Oxford Aztec能谱仪的元素面扫描功能获得. 橄榄石和磁铁矿的主量和微量元素分析在电子探针(JEOL JXA-8230)上完成, 加速电压设为15 kV, 电流为20 nA. 特征峰和背景值测量时间一般分别为20 s和10 s, 分析K和Na时分别降为10 s和5 s. 使用的标准矿物为美国SPI (Structure Probe, Incorperated)显微实验耗材供应公司提供的天然矿物及人工合成化合物, 主要选用的标准矿物为赤铁矿(Fe)、斜长石(Al)、橄榄石(Si和Mg)、镍黄铁矿(Ni)、金属钒(V)、透辉石(Ca)、氧化铬(Cr)、金红石(Ti)和锰硅灰石(Mn). 最终数据经过ZAF (Atomic number Z, Absorption, Fluorescence)校正. 以上实验均在中国科学院紫金山天文台天体化学实验室完成.

全岩氧同位素分析在南京大学MAT-253型气体同位素质谱仪上进行, 取粉末样品约2.5 mg, 具体测试方法同文献[23]. 氧同位素组成一般用δ^{17}O和δ^{18}O值(δ表示样品中的同位素比值与标样中的同位素比值的相对偏差的10^3倍)表达, 定义为: $\delta^X\mathrm{O}$ (‰) $= 1000 \times [(^X\mathrm{O}/^{16}\mathrm{O})_{\mathrm{sample}}/(^X\mathrm{O}/^{16}\mathrm{O})_{\mathrm{standard}} - 1]$, 其中X = 18或17. 标准物质一般使用维也纳标准平均海水. δ^{18}O和δ^{17}O的标准误差分别是0.3‰和0.05‰. 氧−17同位素异常一般用Δ^{17}O (Δ代表同位素分馏值)表达, 定义为: $\Delta^{17}\mathrm{O} = 1000 \times [\ln\,(1 + \delta^{17}\mathrm{O}/1000) - 0.5305 \times \ln\,(1 + \delta^{18}\mathrm{O}/1000)]$.

全岩铬同位素的组成使用德国柏林自由大学地质科学研究所的Triton热电离质谱仪(Thermal Ionization Mass Spectrometry)测定, 粉末样品质量约10 mg. 铬同位素异常一般用ε^{53}Cr或ε^{54}Cr (ε表示样品中的同位素比值与标样中的同位素比值的相对偏差的10^4倍)来表达, 定义为: $\varepsilon^X\mathrm{Cr} = 10000 \times [(^X\mathrm{Cr}/^{52}\mathrm{Cr})_{\mathrm{sample}}/(^X\mathrm{Cr}/^{52}\mathrm{Cr})_{\mathrm{standard}} - 1]$, X = 53或54. 使用的标样是NIST SRM (National Institute of Standards and Technology Standard Reference Material) 979. 具体的分析和数据处理方法见文献[21].

3 实验结果

3.1 总体岩相学特征

NWA 13943陨石手标本见图1, 表面发育黑色熔壳, 切面外围有一圈厚度约1.2 mm的风化层. 图2为NWA 13943切片的背散射(BSE)全貌图像及元素分布图, 内部可见少量(∼7 vol.%)毫米至亚毫米级(0.6 ± 0.4) mm的硅酸盐球粒分布在细粒的基质中, 其中代表性球粒的BSE图像见图3. 图4为样品中具有代表性的磁铁矿颗粒及共生矿物. 样品中金属颗粒匮乏, 仅发现少量铁镍金属氧化物或硫化物(图4 (a)). 次生长石粒径变化范围为(16.9 ± 6.7) μm (长石数量 = 206), 基质重结晶程度比较高, 偶见呈细脉状分布的方解石和细粒的水蚀变矿物(图4 (b)). 矿物模式丰度统计结果表明, 样品由大约51 vol.%的橄榄石、41 vol.%的辉石、5 vol.%的长石、2.5 vol.%的磁铁矿以及0.6 vol.%的

碳酸盐组成.

NWA 13943中的球粒轮廓不清晰, 多呈圆形或椭圆形, 破碎程度较严重, 常发育裂纹(图3). 未见CAI (Ca, Al inclusions)和AOA (ameboid olivine aggregates)等特殊结构, 球粒主要为斑状橄榄石球粒(Porphyritic Olivine, PO)和斑状橄榄石辉石球粒(Porphyritic Olivine-Pyroxene, POP).

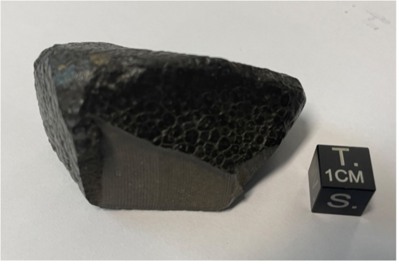

图 1 陨石NWA 13943的手标本照片

Fig. 1 Photo of hand specimen of NWA 13943

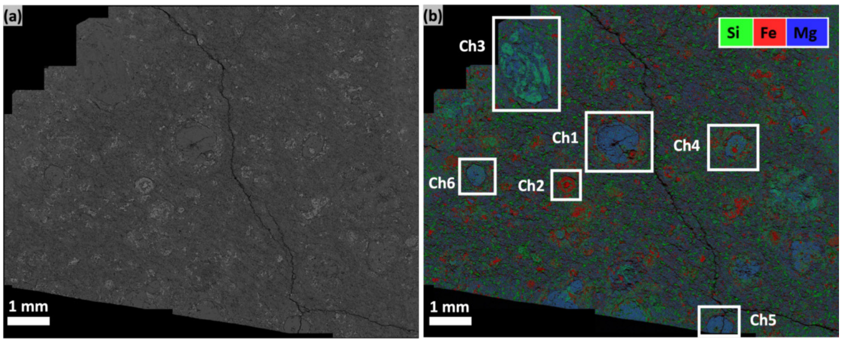

图 2 (a) NWA 13943光片的背散射(backscattered electron, BSE)全貌图像; (b) NWA 13943光片的元素分布图(Si为绿色; Fe为红色; Mg为蓝色), 白色方框内为典型的斑状球粒, “Ch+数字编号”指代样品中的不同球粒.

Fig. 2 (a) The overview backscattered electron (BSE) image of NWA 13943 slice; (b) Elemental distribution of NWA 13943 slice (Si: green; Fe: red; Mg: blue), the representative chondrules are marked with white boxes, with “Ch” followed by a number denoting to individual chondrules within the sample.

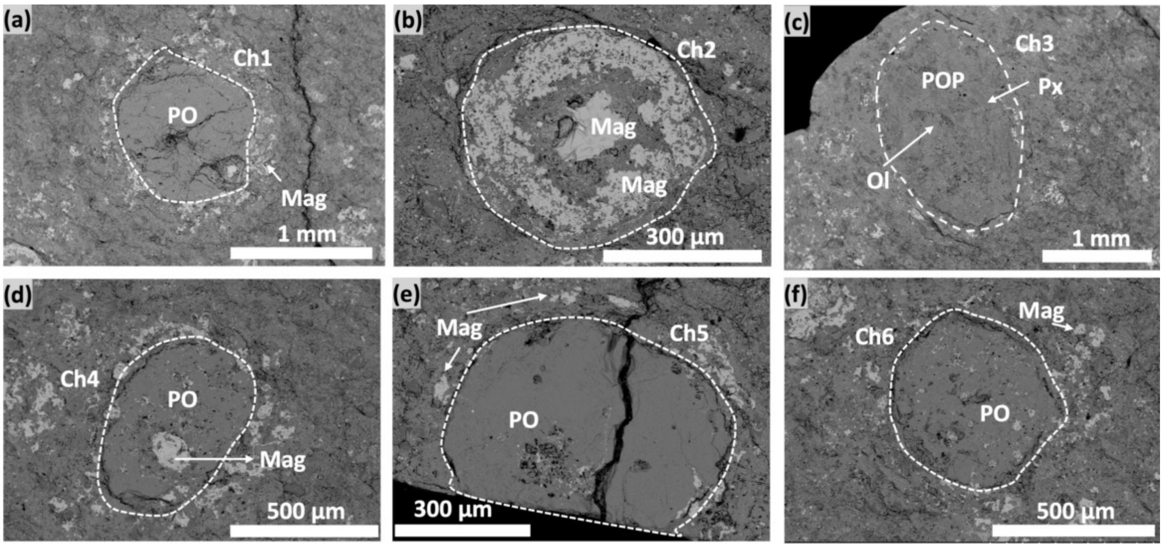

图 3 NWA 13943中代表性球粒的BSE图像. 缩写: Mag: 磁铁矿; Ol: 橄榄石; Px: 辉石; PO: 斑状橄榄石球粒; POP: 斑状橄榄石辉石球粒.

Fig. 3 BSE images of some representative chondrules in NWA 13943. Abbreviations: Mag: magnetite; Ol: olivine; Px: pyroxene; PO: porphyritic olivine; POP: porphyritic olivine pyroxene.

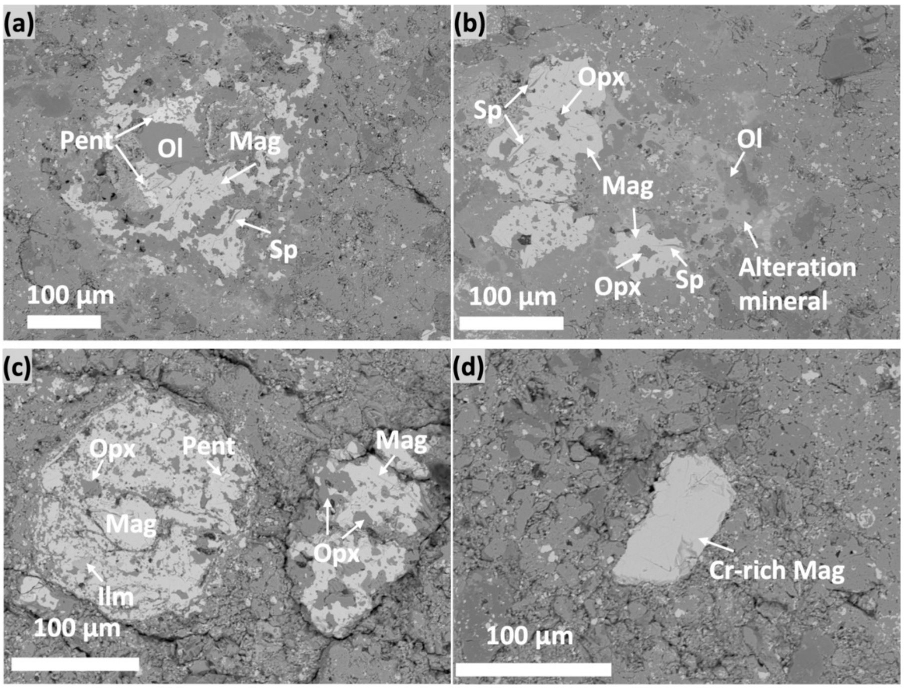

图 4 NWA 13943中的磁铁矿及共生矿物. (a)磁铁矿中的橄榄石、尖晶石和镍黄铁矿颗粒; (b)磁铁矿中包裹斜方辉石颗粒和尖晶石出溶片晶, 少量水蚀变矿物分布在基质中; (c)磁铁矿中富含斜方辉石、镍黄铁矿和钛铁矿颗粒; (d)富铬磁铁矿, Cr_2O_3含量高达11 wt.%, 内部干净. 矿物缩写: Pent: 镍黄铁矿[$(Fe, Ni)_9S_8$]; Sp: 尖晶石; Opx: 斜方辉石; Ilm: 钛铁矿; Cr-rich Mag: 富铬磁铁矿.

Fig. 4 Magnetites and coexisting minerals in NWA 13943. (a) Olivine, spinel and pentlandite grains within magnetite; (b) Orthopyroxene grains and exsolved spinel crystals within magnetite, few aqueous alteration minerals have been found in the matrix; (c) Magnetite with abundant plagioclase, pentlandite and ilmenite inclusions; (d) Clean chromium-rich magnetite with up to 11 wt.% Cr_2O_3. Mineral abbreviations: Pent: pentlandite [$(Fe, Ni)_9S_8$]; Sp: spinel; Opx: orthopyroxene; Ilm: ilmenite; Cr-rich Mag: chromium-rich magnetite.

3.2 磁铁矿

NWA 13943中的磁铁矿分为三种产状: (1)分散在细粒的基质中; (2)出现在球粒内部; (3)分布在球粒边缘. 大多数磁铁矿边角比较圆滑, 内部常包裹橄榄石、斜方辉石颗粒. 孔隙度高(图4 (a)、4 (b)和4 (c)), 内部常见钛铁矿和尖晶石出溶(如图4 (b)). 少数磁铁矿呈半自形、不含包体、无孔洞(如图4d). 磁铁矿粒径变化范围为5–25 μm.

磁铁矿的代表性电子探针测试结果见表1. 结果表明, NWA 13943中的磁铁矿为富铬磁铁矿, Cr_2O_3的质量分数(wt.%)为1–6. 大部分磁铁矿含有1.9–5.9 wt.%的Cr_2O_3, 0.05–0.45 wt.%的TiO_2, 0.24–2.11 wt.%的Al_2O_3, 0.03–0.29 wt.%的MgO及61.3–66.4 wt.%的Fe_2O_3. 但是, 个别磁铁矿的化学成分发生了偏离, 它们具有更高的Cr_2O_3 ($\leqslant 11.4$ wt.%)、TiO_2($\leqslant 0.8$ wt.%)、Al_2O_3 ($\leqslant 4.3$ wt.%)和MgO ($\leqslant 0.4$ wt.%), 而Fe_2O_3含量相对偏低($\geqslant 54.1$ wt.%). 岩相结构上, 这类高度富铬的磁铁矿也区别于其它大多数磁铁矿, 主要表现为: 自形程度更高、内部干净、孔隙度低.

3.3 橄榄石

NWA 13943中部分球粒橄榄石和基质橄榄石的代表性化学成分见表2. 图5为NWA 13943中球粒橄榄石和基质橄榄石的Fa频率分布直方图(Fa为Fe/[Mg+Fe]摩尔比× 100). 由图5可知, 两种产状的橄榄石中均未出现环带结构, Fa值变化范围小, 成分比较均一. 球粒橄榄石的Fa值变化范围为27.4–30.0, 平均值为28.3. 基质橄榄石的Fa值变化范围为28.3–32.8, 平均值为30.2.

表 1 NWA 13943中部分代表性磁铁矿的化学成分(wt.%)

Table 1 Chemical composition (wt.%) of some representative magnetites in NWA 13943

Point	M-1[a]	M-2	M-3	M-4	M-5	M-6	M-7	M-8	M-9	M-10	M-11	M-12	M-13	M-14	M-15
FeO	89.88	88.78	89.91	87.63	78.50	89.46	89.65	90.33	85.63	89.62	89.68	88.94	87.57	90.29	88.98
CaO	b.d.[b]	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.04	0.11
TiO_2	0.14	0.19	0.16	0.21	0.55	0.14	0.14	0.09	0.47	0.16	0.16	0.19	0.33	0.06	0.20
NiO	0.18	0.15	0.12	0.17	0.14	0.16	0.17	0.18	0.09	0.13	0.16	0.13	0.21	0.14	0.19
SiO_2	0.05	0.01	0.02	0.03	b.d.	0.02	0.04	b.d.	0.03	0.02	b.d.	0.03	0.11	0.02	0.05
Cr_2O_3	2.20	3.65	2.27	3.99	10.73	2.96	2.96	2.13	6.02	2.77	2.53	3.35	4.21	2.13	3.11
MnO	b.d.	0.04	0.01	0.03	0.11	0.04	0.02	0.02	0.06	b.d.	0.04	0.02	0.03	b.d.	0.02
V_2O_3	0.07	0.08	0.08	0.09	0.04	0.01	0.03	0.07	0.07	0.05	0.06	0.07	0.04	0.07	0.07
Al_2O_3	0.35	0.31	0.41	1.09	3.94	0.28	0.29	0.33	0.90	0.37	0.29	0.54	0.67	0.28	0.45
MgO	0.06	0.07	0.09	0.16	0.38	0.07	0.06	0.06	0.24	0.06	0.05	0.08	0.08	0.05	0.14
Fe_2O_3*	65.60	64.77	65.65	63.93	56.01	65.34	65.43	66.03	62.20	65.38	65.49	64.84	63.67	66.00	65.09
FeO*	30.85	30.50	30.84	30.10	28.10	30.67	30.77	30.91	29.66	30.79	30.74	30.59	30.28	30.90	30.41
Total	92.93	93.27	93.08	93.39	94.39	93.13	93.36	93.20	93.50	93.18	92.97	93.35	93.26	93.08	93.30
Total*	99.50	99.76	99.65	99.80	100.0	99.68	99.91	99.81	99.73	99.73	99.53	99.84	99.63	99.69	99.82

[a] The label "M-1" represents the first analysis point for magnetite grains, and subsequent points are denoted accordingly;

[b] b.d.: below detection limit;

* The results were calculated from stoichiometry[24].

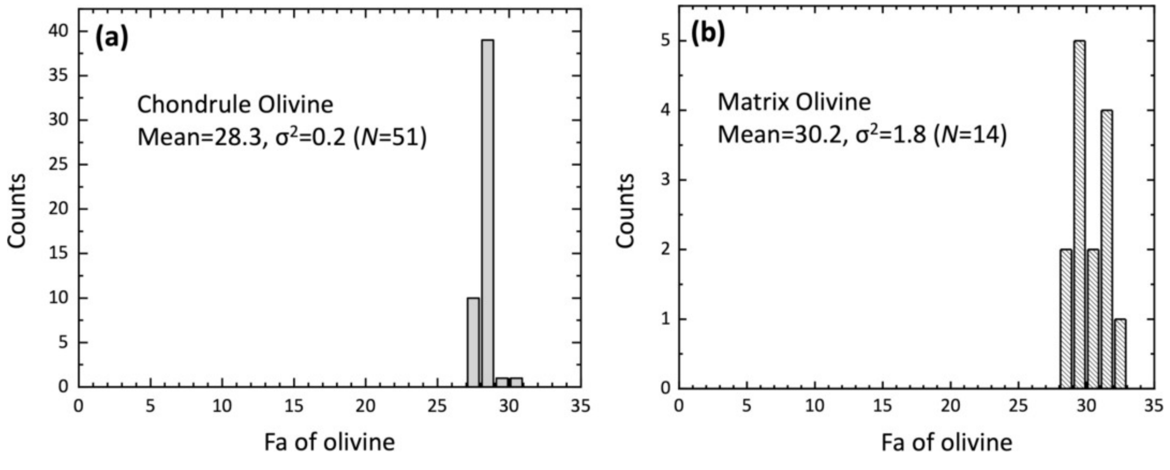

图 5 NWA 13943中球粒橄榄石(a)和基质橄榄石(b)的Fa频率分布直方图. 其中, Fa的平均值(Mean)和方差(σ^2)已标出.

Fig. 5 Histogram of Fa frequency distribution of olivines in chondrule (a) and matrix (b) of NWA 13943. Both the mean and variance (σ^2) of the Fa values are given.

表 2 NWA 13943中球粒橄榄石和基质橄榄石的代表性化学成分(wt.%)

Table 2 Representative chemical compositions (wt.%) of olivines in chondrule and matrix of NWA 13943

Point	FeO	CaO	TiO_2	NiO	SiO_2	K_2O	Cr_2O_3	MnO	Na_2O	MgO	Al_2O_3	Total	Fa[a]
Chondrule Olivine													
Ol-1[b]	25.77	b.d.[c]	0.05	0.14	37.38	b.d.	0.02	0.24	b.d.	36.24	0.03	99.9	28.5
Ol-2	26.03	0.01	0.04	0.12	37.26	0.01	0.03	0.25	b.d.	36.05	0.03	99.8	28.8
Ol-3	25.95	b.d.	0.03	0.15	37.38	0.01	0.04	0.23	0.03	36.25	0.04	100.1	28.6
Ol-4	25.79	b.d.	0.05	0.12	37.28	b.d.	0.03	0.27	b.d.	36.37	0.04	99.9	28.5
Ol-5	25.74	0.18	0.03	0.12	37.46	0.01	0.07	0.29	b.d.	35.64	0.13	99.7	28.8
Ol-6	25.50	b.d.	0.07	0.14	37.54	b.d.	b.d.	0.25	b.d.	36.52	0.02	100.0	28.1
Ol-7	25.86	1.58	0.01	0.12	37.20	b.d.	0.46	0.24	0.05	33.78	0.67	100.0	30.0
Ol-8	26.50	0.09	0.03	0.11	37.60	b.d.	0.04	0.27	0.03	35.06	0.14	99.9	29.8
Ol-9	26.04	b.d.	b.d.	0.13	37.63	0.01	b.d.	0.31	0.01	35.96	0.02	100.1	28.9
Ol-10	25.91	0.01	0.06	0.11	37.45	b.d.	0.02	0.26	0.02	35.86	0.04	99.8	28.8
Ol-11	25.54	b.d.	0.03	0.11	37.56	b.d.	0.02	0.27	0.01	36.33	0.01	99.9	28.3
Ol-12	25.82	b.d.	0.01	0.09	37.59	b.d.	0.02	0.31	b.d.	36.29	0.01	100.1	28.5
Ol-13	25.22	0.01	b.d.	0.13	37.79	b.d.	0.01	0.26	0.02	36.45	b.d.	99.9	28.0
Ol-14	25.43	b.d.	b.d.	0.13	37.38	b.d.	0.04	0.27	b.d.	36.48	0.01	99.7	28.1
Ol-15	25.38	b.d.	0.02	0.10	37.62	b.d.	0.05	0.30	0.01	36.58	0.02	100.1	28.0
Matrix Olivine													
Ol-16	26.53	0.12	0.05	0.12	37.39	0.01	0.01	0.30	0.01	34.09	0.39	99.0	30.4
Ol-17	27.39	0.02	0.05	0.08	36.89	b.d.	0.12	0.28	0.01	35.16	0.09	100.1	30.4
Ol-18	27.54	0.04	0.09	0.08	37.05	b.d.	0.07	0.32	0.05	34.07	0.06	99.4	31.2

[a] Fa = 100 × Fe /(Mg + Fe) in mole;

[b] The label “Ol-1” represents the first analysis point for olivine grains, and subsequent points are denoted accordingly;

[c] b.d.: below detection limit.

3.4 全岩氧同位素和铬同位素组成

NWA 13943的全岩氧同位素测试结果为: $\delta^{17}O = -3.129 \pm 0.016‰$, $\delta^{18}O = 1.348 \pm 0.005‰$, $\Delta^{17}O = -3.848 \pm 0.014$. NWA 13943的全岩铬同位素组成为: $\varepsilon^{53}Cr = 0.288 \pm 0.049$, $\varepsilon^{54}Cr = 0.682 \pm 0.087$ ($N = 12$, 2SE; 其中N为分析次数, 2SE为两倍标准差).

4 讨论

4.1 NWA 13943的岩相学分类

岩相上, NWA 13943中磁铁矿的丰度高(约2.5 vol.%), 在CK球粒陨石磁铁矿范围内(1–8 vol.%, 平均值为4 vol.%)[16]. 铁镍金属及其硫化物罕见, 符合CK球粒陨石的高度氧化的特征. 球粒直径为(0.6 ± 0.4) mm, 与CK4-6型球粒陨石的特征一致

(0.5–1.1 mm, 平均值为0.6 mm)[5]. NWA 13943中的球粒比例(约7 vol.%)明显低于CK3型和CV3型球粒陨石(CV3: 18.5–55.7 vol.%; CK3: 17.1–25.7 vol.%). 次生长石粒径变化范围(直径D = (16.9 ± 6.7) μm, 长石数量 = 206)与CK5陨石一致(4 μm < D < 50 μm; CK3: 不含长石; CK4: D < 4 μm; CK6: D > 50 μm)[8]. 综上, NWA 13943属于CK5型碳质球粒陨石.

4.2　NWA 13943的化学群分类

橄榄石是NWA 13943陨石中最常见的矿物, 出现在球粒和基质中. 其中, 球粒橄榄石的Fa值(28.3 ± 0.5)与前人报道的CK4-6型陨石中的球粒橄榄石(Fa值28.8–33.3)化学成分一致, 高于CV3型陨石(Fa值小于15), 相比CK3型陨石(Fa值0.3–33.8), 化学成分变化范围更窄[5, 8, 20, 25–26]. 类似的, 基质橄榄石的Fa值(30.2 ± 1.3)也与CK4-6型陨石中基质橄榄石(Fa值31–32)的化学成分一致, 低于CK3型陨石(Fa值32–37), 相比CV3型陨石(Fa值0–99)化学成分变化范围更窄[8, 25, 27–34].

4.3　磁铁矿

碳质球粒陨石中的磁铁矿一般被认为是金属低温水蚀变的产物[35]. 由于磁铁矿抵抗地球风化作用的能力较强[36], 可以认为地球风化对磁铁矿的成分基本没有影响. 但是, 受母体上后期热变质作用的改造, 磁铁矿的化学成分很可能发生变化. 因此, 文献[6]提出利用磁铁矿的化学成分可以有效区分出CV、CK3以及CK4-6型陨石.

NWA 13943中磁铁矿的主量化学成分(Fe_2O_3)和微量化学成分(MgO、Cr_2O_3、TiO_2和Al_2O_3)含量与前人报道的CK3型[6]、CK4-6型[4, 7, 16, 20, 37]以及CV型[7, 38–40]陨石中磁铁矿的化学成分见图6, 结果表明除个别极富铬的磁铁矿外, NWA 13943中磁铁矿的化学成分均落在CK4-6型陨石的范围之内.

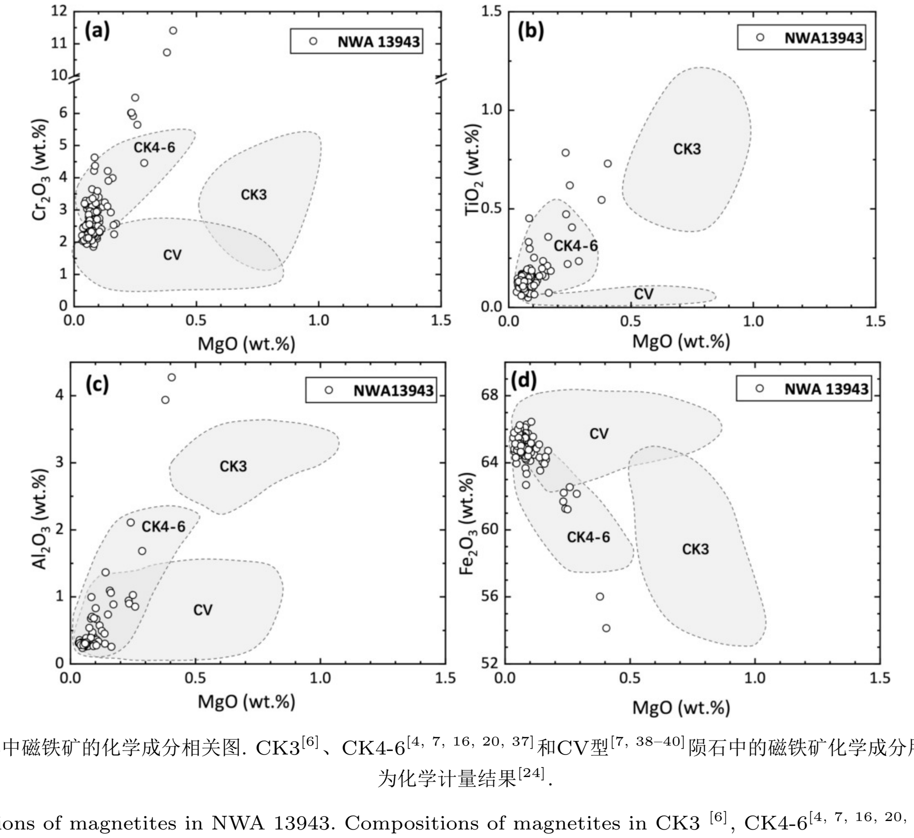

图 6　NWA 13943中磁铁矿的化学成分相关图. CK3[6]、CK4-6[4, 7, 16, 20, 37]和CV型[7, 38–40]陨石中的磁铁矿化学成分用来对比. Fe_2O_3含量为化学计量结果[24].

Fig. 6　Compositions of magnetites in NWA 13943. Compositions of magnetites in CK3 [6], CK4-6[4, 7, 16, 20, 37] and CV[7, 38–40] meteorites are plotted for comparison. Fe_2O_3 contents are stoichiometric results[24].

另外, 从非平衡型CK陨石过渡到平衡型CK陨石, 磁铁矿中MgO含量与TiO_2、Al_2O_3含量变化呈现出正相关趋势. 结合岩相学的观察结果, 这可能与CK型陨石母体冷却过程中磁铁矿出溶钛铁矿和尖晶石相关, 反映了CK型陨石母体上的热变质信息. 另一方面, 类似的变化趋势在CV型陨石中并未观察到, 这与CK-CV同源说中提出的CK和CV陨石属于同一热变质序列的假说矛盾.

4.4 氧同位素和铬同位素组成

如上文所述, CK和CV型碳质球粒陨石呈现出许多相近的地球化学特征, 特别是在球粒大小[1]、宇宙射线暴露年龄[19]和氧同位素组成[7]方面. 因此, 前人提出了一些CK-CV同源模型[7, 18]来解释两者在岩相结构和化学组成上的微小差异. 他们认为这些差异是由于两者经历的热变质程度不同导致的.

前人的研究表明, 虽然陨石中的氧同位素组成对水蚀变作用[41–42]和地球风化作用[43]很敏感, 但ε^{54}Cr不受这两种过程的影响, 这说明母体上的热变质过程不会使陨石样品中的铬同位素发生重新分配[21]. 因此, 如果CK型陨石和CV型陨石来自同一个母体, 只是经历的热变质程度不同, 那么两者应该具有相似的ε^{54}Cr值. 实际上, 最近的研究结果表明[21], CK型陨石的ε^{54}Cr值[0.51 ± 0.08 (2SE, $N = 4$)]要明显低于CV型陨石[$\varepsilon^{54}\mathrm{Cr} = 0.89 \pm 0.12$ (2SE, $N = 6$)], 这充分表明两者并非来自同一个母体.

图7为NWA 13943与其他碳质球粒陨石的三氧同位素分布图和ε^{54}Cr-Δ^{17}O相关图. 从图7 (a)可以看出, CK型陨石的氧同位素组成基本都落在碳质球粒陨石无水矿物线(CCAM)上或附近, 且与$CV3_{\mathrm{oxA}}$型陨石变化范围重叠. 将NWA 13943的全岩氧同位素和铬同位素组成与前人报道的数据进行对比, 结果表明NWA 13943的全岩氧同位素组成和CK5型陨石NWA 1905 ($\delta^{17}\mathrm{O} = -3.218$ ‰, $\delta^{17}\mathrm{O} = 1.560$ ‰, $\Delta^{17}\mathrm{O} = -4.029$)非常接近, 两者均落在CK型陨石变化范围中贫^{16}O的一端(如图7 (a)). 从图7 (b)可以看出, NWA 13943的ε^{54}Cr落在CK型陨石和CV型陨石之间, 但与CK型陨石的ε^{54}Cr平均值更接近. NWA 13943的Δ^{17}O比前人报道的CK陨石的Δ^{17}O略高(如图7 (b)), 可能与NWA 13943经历的水蚀变作用和/或地球风化作用有关.

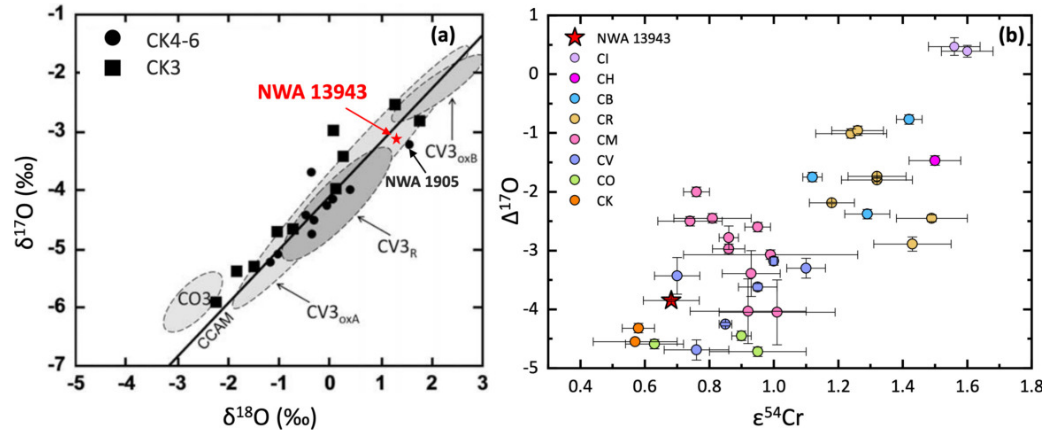

图 7 (a)三氧同位素图. 红色五角星代表NWA 13943. $CV3_{\mathrm{oxA}}$、$CV3_{\mathrm{oxB}}$和$CV3_{\mathrm{R}}$分别表示类Allende氧化型、类Bali氧化型和还原型CV3群陨石. 黑色方块和圆圈分别代表CK3型和CK4-6型陨石. CCAM: 碳质球粒陨石无水矿物线. 参考数据来自文献[7]. (b)碳质球粒陨石的ε^{54}Cr-Δ^{17}O同位素相关图. 红色五角星代表NWA 13943陨石, 误差棒为2SE. 参考数据来自文献[21].

Fig. 7 (a) Triple oxygen isotope diagram. The red star represents the NWA 13943 meteorite. $CV3_{\mathrm{oxA}}$, $CV3_{\mathrm{oxB}}$, and $CV3_{\mathrm{R}}$ represent oxidized Allende-like, oxidized Bali-like, and reduced CV3 group meteorites, respectively. The filled black squares and circles represent the CK3 and CK4-6 meteorites, respectively. CCAM: anhydrous mineral lines of carbonaceous chondrites. Reference data are from Ref.[7]. (b) ε^{54}Cr-Δ^{17}O isotopic correlation plot for carbonaceous chondrites. The red star represents the NWA 13943 meteorite with error bars of 2SE. Reference data are from Ref.[21].

5 结论

基于NWA 13943的岩相结构和矿物化学成分特征, 包括球粒大小和比例、磁铁矿的含量、次生长石粒径、球粒和基质中橄榄石的Fa值分布以及磁铁矿的主微量元素组成, 发现NWA 13943与CK5型碳质球粒陨石的各项特征最接近. 通过测量磁铁矿中Cr_2O_3、TiO_2、Al_2O_3和Fe_2O_3的含量能够区分出CV、CK3以及CK4-6型陨石. 结合CK和CV型陨石的氧同位素组成和铬核合成异常, 它们的母体可能形成于原行星盘中两个特征相似但不同的化学源区.

致谢 感谢蒋云、李晔老师和朱柯博士对本工作的指导和建议. NWA 13943陨石样品由上海五云坊张勃先生提供.

参考文献

[1] Weisberg M K, McCoy T J, Krot A N. Systematics and Evaluation of Meteorite Classification // Lauretta D S, McSween H Y Jr. Meteorites and the Early Solar System II. Tucson, University of Arizona Press, 2006: 19
[2] Clayton R N, Mayeda T K. GeCoA, 1999, 63: 2089
[3] McSween H Y Jr. RvGeo, 1979, 17: 1059
[4] Chaumard N, Devouard B, Bouvier A, et al. Meteoritics & Planetary Science, 2014, 49: 419
[5] Chaumard N, Devouard B. Meteoritics & Planetary Science, 2016, 51: 547
[6] Dunn T L, Gross J, Ivanova M A, et al. Meteoritics & Planetary Science, 2016, 51: 1701
[7] Greenwood R C, Franchi I A, Kearsley A T, et al. GeCoA, 2010, 74: 1684
[8] Kallemeyn G W, Rubin A E, Wasson J T. GeCoA, 1991, 55: 881
[9] Clayton R N, Onuma N, Grossman L, et al. E&PSL, 1977, 34: 209
[10] Geiger T, Bischoff A. Meteoritics, 1991, 26: 337
[11] Nakamuta Y. Antarctic Meteorites, 2001, 98
[12] Neff K E, Righter K. Opaque Assemblages in CK and CV Carbonaceous Chondrites. 37th Annual Lunar and Planetary Science Conference, League City, Texas, March 13-17, 2006
[13] Noguchi T. AMR, 1993, 6: 204
[14] Righter K, Neff K E. PolSc, 2007, 1: 25
[15] Tachibana Y, Kitamura M, Hirajima T, et al. Geochemical Journal, 2002, 36: 323
[16] Geiger T, Bischoff A. P&SS, 1995, 43: 485
[17] Scott E R, Taylor J. JGRB, 1985, 90: C699
[18] Wasson J T, Isa J, Rubin A E. GeCoA, 2013, 108: 45
[19] Scherer P, Schultz L. Meteoritics & Planetary Science, 2000, 35: 145
[20] Davidson J, Krot A N, Nagashima K, et al. Meteoritics & Planetary Science, 2014, 49: 1456
[21] Zhu K, Moynier F, Schiller M, et al. GeCoA, 2021, 301: 158
[22] Mei A, Jiang Y, Li Y, et al. Homogeneity of Matrix and Chondrule Olivine in the Unequilibrated CK Chondrites. The 85th Annual Meeting of the Meteoritical Society, Glasgow, Scotland, August 14-19, 2022
[23] Bao H, Thiemens M H. AnaCh, 2000, 72: 4029
[24] Droop G T R. MinM, 1987, 51: 431
[25] Dunn T L, Gross J. Meteoritics & Planetary Science, 2017, 52: 2412
[26] Ivanova M A, Nazarov M A, Kononkova N N, et al. M&PSA, 2000, 35: A83
[27] Chaumard N, Devouard B, Zanda B, et al. M&PSA, 2009, 72: 5206
[28] Choi B G, McKeegan K D, Leshin L A, et al. E&PSL, 1997, 146: 337
[29] Davidson J, Krot A N, Nagashima K, et al. Meteoritics & Planetary Science, 2014, 49: 1456
[30] Dunn T L, Gross J, Ivanova M. Homogeneity of Matrix and Chondrule Olivine in the Unequilibrated CK Chondrites. The 79th Annual Meeting of the Meteoritical Society, Berlin, Germany, August 7-12, 2016
[31] Kimura M, Ikeda Y. Meteoritics & Planetary Science, 1998, 33: 1139
[32] Krot A N, Scott E R D, Zolensky M E. Meteoritics, 1995, 30: 748
[33] Peck J A. Origin of the Variation in Properties of CV3 Meteorite Matrix and Matrix Clasts. Proceedings of the 15th Lunar and Planetary Science Conference, Houston, Texas, March 12-16, 1984
[34] Scott E R D, Barber D J, Alexander C M, et al. Primitive Material Surviving in Chondrites: Matrix // McSween H Y, Lauretta D S. Meteorites and the Early Solar System. Tucson, University of Arizona Press, 1988
[35] Choi B G, Krot A N, Wasson J T. Meteoritics & Planetary Science, 2000, 35: 1239
[36] Huber H, Rubin A E, Kallemeyn G W, et al. GeCoA, 2006, 70: 4019
[37] Rubin A E. Meteoritics, 1993, 28: 130
[38] Haggerty S E, McMahon B M. Magnetite-sulfide Complexes in the Allende Meteorite. Proceedings of the 10th Lunar and Planetary Science Conference, Houston, Texas, March 19-23, 1979

[39] Murakami T, Ikeda Y. Meteoritics, 1994, 29: 397
[40] Rubin A E. American Mineralogist, 1991, 76: 1356
[41] Schrader D L, Franchi I A, Connolly H C Jr, et al. GeCoA, 2011, 75: 308
[42] Schrader D L, Davidson J, Greenwood R C, et al. E&PSL, 2014, 407: 48
[43] Alexander C M O, Greenwood R C, Bowden R, et al. GeCoA, 2018, 221: 406

Petrology, Mineralogy and Stable Isotopic Composition of NWA 13943(CK5) Carbonaceous Chondrite

MEI Ao-xin[1,2] HSU Wei-biao[1]
(1 Purple Mountain Observatory, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210023)
(2 School of Astronomy and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026)

Abstract CK (Karoonda-like) carbonaceous chondrites (CCs) are highly oxidized meteorites, with metal/magnetite ratio close to zero. Unlike other CCs (petrologic type: 1–3), most CK chondrites have suffered intense thermal process (550–1270 K) on their parent body with a petrologic type 4 or above. Lines of evidence indicate that CK chondrites could be genetically related to CV (Vigarano-like) chondrites which are mostly type 3 meteorites. However, there are still slight differences in petrographic texture and chemical composition between these two meteorites. Therefore, it is crucial to distinguish their geochemical characteristics for testing the CK-CV single parent body hypothesis. Northwest Africa (NWA) 13943, a newly found meteorite which has undergone intense thermal metamorphism, was classified using scanning electron microscopy and electron microprobe. The whole-rock oxygen and chromium isotope composition of NWA 13943 meteorite were also determined by mass spectrometer. Integrating petrology, mineralogy, oxygen isotope anomaly (Δ^{17}O, where Δ represents isotopic fractionation value), and chromium isotope anomaly (ε^{54}Cr, where ε expresses parts per ten thousand mass-independent isotope deviation) data, it is legitimated to infer that CK and CV chondrites may derive from two similar but distinct isotopic reservoirs within the protoplanetary disk.

Key words astrochemistry, meteorites, CK carbonaceous chondrites